

NOTA 1297

Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding
Wageningen

ALTERRA
Wageningen Universiteit & Research centre
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

GRONDWATERSTANDSFLUCTUATIES EN BERGINGS-COËFFICIENTEN
IN HET FOCHTELOOERVEEN

dr. L.F. Ernst

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatiemiddelen, dus geen officiële publikaties. Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek nog niet is afgesloten. Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking

I N H O U D

	blz.
1. INLEIDING	1
2. DE BERGINGSCOËFFICIËNT	3
3. ZETTING VAN HET VEENPAKKET	6
4. AFLEIDING VAN DE BERGINGSCOËFFICIËNT UIT DE WATERBALANS	7
5. AFLEIDING VAN DE BERGINGSCOËFFICIËNT UIT VOCHTBEMONSTERING EN ZETTING	11
6. AFLEIDING VAN DE BERGINGSCOËFFICIËNT UIT DE RELATIES VOOR VOCHTGEHALTE, VOCHTSPANNING EN DOORLAATFAKTOR	15
7. SAMENVATTING	18
LITERATUUR	21

ALTERRA
Wageningen Universiteit & Research centre
Omgevingswetenschappen
Centrum Water & Klimaat
Team Integraal Waterbeheer

1. INLEIDING

In grote delen van Nederland heeft in deze eeuw een belangrijke daling van grondwaterstanden plaatsgehad. Als oorzaken hiervan kunnen onder meer worden genoemd: het oppompen van diep grondwater voor de drinkwatervoorziening (vooral in de hogere gronden) en de verbetering van de waterhuishouding in gebieden met wateroverlast (overstromingen, oogstdepressies en verbetering van berijdbaarheid vooral van de lagere gronden).

Een systematisch onderzoek naar de grootte van deze veranderingen in de grondwaterstanden, gerekend als gemiddelde over meerdere jaren, is nog vrijwel niet gebeurd. Incidentele aanwijzingen zijn wel te vinden, zoals bijvoorbeeld in een jaarverslag van de Dienst Grondwaterverkenning (D.G.V., 1980). In dit jaarverslag worden langjarige reeksen van grondwaterstandswaarnemingen afgebeeld, voornamelijk voor hogere gronden met dalingen tot rond 1 m over de laatste 50 jaren.

Voor het agrarisch gebied rondom het natuurreservaat Fochteloöerveen-Kolonieveld kan men in de rapporten van de Commissie voor Onderzoek van de Landbouwwaterhuishouding in Nederland (C.O.L.N.) bruikbare gegevens vinden voor de jaren 1950-1956 (BOS, 1958; KOOLHAAS en VRIJHOF, 1958). Uit recentere waarnemingen in het agrarisch gebied ten zuiden van het natuurreservaat (ERNST, 1979) is gebleken, dat hier een gemiddelde grondwaterstands daling van rond 30 cm is opgetreden.

Voor de laagste delen van dit zuidelijke agrarische gebied is dit blijkbaar nog niet voldoende geweest. Dit was reden voor het Waterschap Smilde en de Voorbereidingscommissie voor de Ruilverkaveling Smilde om plannen op te stellen voor een verdere ontwatering van dit gebied voor zover de landbouw hier belangrijke nadelen ondervond.

De verbetering zou in de eerste plaats moeten bestaan uit een peilverlaging van het waterlopenstelsel in het agrarische gebied. Aansluitend hierbij werd de mogelijkheid betrokken om de afwatering door de Schaaphokswijk te verbeteren.

De natuurbescherming heeft bezwaren ingebracht tegen deze plannen, omdat het natuurreservaat in het verleden reeds een zekere grondwaterstandsverlaging moet hebben ondergaan (in ieder geval langs de randen) en hiermee een verdere verslechtering van de toestand zal worden veroorzaakt.

Om uit dit dilemma te geraken werd in de periode 1976-1979 een hydrologisch onderzoek in het Fochtelooërveen-Kolonieveld uitgevoerd (ERNST, 1979). Uit dit onderzoek bleek dat aan de randen van het natuurreservaat wat grotere veranderingen zouden ontstaan, uiteraard in afhankelijkheid van de details van het nieuwe ontwateringssysteem in de randstrook van het agrarisch gebied. De toeneming van de hoeveelheid water ondergronds afstromend uit het reservaat is zeer klein, gemiddeld over de zuidelijke helft van het reservaat ongeveer 10 mm per half jaar, wat gelijk staat aan 2,5% van de zomerverdamping. Voor een deel heeft dit een lagere berging aan het einde van de zomer tot gevolg, voor een deel ook een lagere verdamping.

Voor de grondwaterstandsverlaging in de kern van het reservaat, waar nog levend hoogveen aanwezig is, werden eveneens zeer kleine waarden gevonden, in grootte-orde 1 cm. Ten aanzien van deze uitkomst is enige twijfel uitgesproken (NATUURMONUMENTEN, 1980) wegens de hoge waarde, die daarbij voor de bergingscoëfficiënt werd gebruikt ($\mu = 0,5$). Dit is reden geweest om de bepaling van de grondwaterstandsfluctuaties en de bergingscoëfficiënt opnieuw in beschouwing te nemen en te trachten tot een betere interpretatie te komen.

De conclusie dat er slechts relatief beperkte veranderingen in de grondwaterstromingen in het beschouwde gebied kunnen ontstaan door uitwendige oorzaken, steunt voor een belangrijk deel op de slechte doorlatendheid van het veen (gliede), de keileem en de potklei, welke lagen echter niet overal in dit gebied voorkomen (JANSEN, 1975; ERNST, 1979). Voor het winterhalfjaar is het vooral van belang de eigenschappen van het waterlopenpatroon in rekening te brengen,

namelijk de dichtheid en het peil van de kleine sloten en greppels, die in natte perioden de hoge afvoeren mogelijk maken. Voor het zomerhalfjaar gaat het om de verminderde beschikbaarheid van het grondwater. Er is dan een hogere zuigspanning in de onverzadigde zone en daardoor een kleinere verdamping.

Hieruit volgt tenslotte, dat voor een zeer nauwkeurige verklaring van het verloop van de grondwaterstand met de tijd, het nodig is het transport van het grondwater in de onverzadigde zone zo volledig mogelijk in de berekeningen te betrekken.

2. DE BERGINGS-COËFFICIENT

De simulatie van een stroming van het grondwater in de onverzadigde zone wordt in vele gevallen gedaan door toepassing van een differentiemethode, waarbij met zo kleine stappen in ruimte en tijd moet worden gewerkt, dat het gebruik van een computer nauwelijks gemist kan worden.

Voor minder nauwkeurig werk, waarbij het vooral op het globale verloop en de specifieke verschillen aankomt, wordt echter ook dikwijls van een enkele karakteristieke grootte, de bergingscoëfficiënt, gebruik gemaakt. In eerste benadering kan namelijk worden verondersteld, dat er geen overwegende veranderingen in de aard van de vochtverdeling zullen ontstaan en dat de hoeveelheid water, die in het profiel aanwezig is (berging), een eenduidig verband heeft met de grondwaterstandsdiepte.

Het voorgaande houdt in, dat de grondwaterstandsveranderingen kunnen worden berekend met behulp van de bergingscoëfficiënt, die als volgt wordt gedefinieerd (zie ook fig. 1):

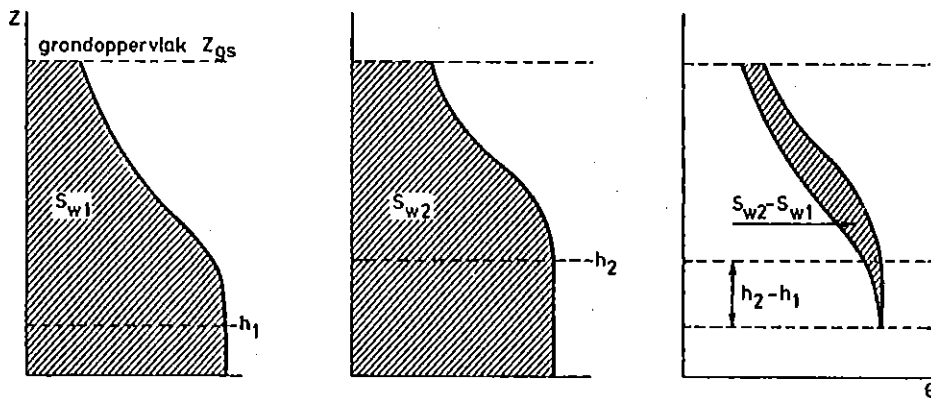


Fig. 1. Grafische voorstelling van de verandering van de specifieke berging S_w bij een verandering van de grondwaterstand h . De gemiddelde bergingscoëfficiënt van toestand 1 naar toestand 2 is gelijk aan:

$$\bar{\mu} = \frac{S_{w2} - S_{w1}}{h_2 - h_1}$$

$$\mu = \frac{dS_w}{dh} = - \frac{dS_w}{dh^*} \quad (1)$$

μ = bergingscoëfficiënt

S_w = specifieke berging, inhoud aan water boven een zeker referentieniveau per eenheid van horizontaal oppervlak

h = grondwaterstand

h^* = grondwaterstandsdiepte = $z_{gs} - h$

z_{gs} = hoogte grondoppervlak

Voor een bepaling van de bergingscoëfficiënt zijn drie methodes in gebruik.

1. Meting van de grondwaterstanden en afleiding van de bergingsveranderingen uit waterbalansgegevens: neerslag, verdamping, oppervlakte-afvoer, ondergrondse afvoer.

2. Bepaling van de berging uit een vochtbemonstering van de diverse lagen tot een diepte beneden de laagste grondwaterstand, die voor de betrokken periode in aanmerking moet worden genomen. Na verloop van zekere tijd, waarin een voldoende verandering van grondwaterstand is ontstaan, moet de bemonstering worden herhaald. Gezien de heterogeniteit van de grond verdient het aanbeveling de bemonsteringen op meerdere plaatsen uit te voeren.

Bij elke vochtbemonstering dient ook de grondwaterstand c.q. de grondwaterstandsdiepte te worden waargenomen.

3. Een indirecte methode voor een bepaling van de vochtinhoud bestaat hieruit, dat men voor de betreffende grondsoort, eventueel laag voor laag zowel de vocht karakteristiek bepaalt (verband tussen vochtgehalte en vochtspanning) als het verband tussen doorlaatfactor en vochtspanning.

Vervolgens wordt aangenomen, dat bij elke grondwaterstand een constante waarde voor het verticale vochttransport behoort (eventueel geen vertikaal transport) of dat de afwijkingen hiervan te verwaarlozen zijn. Zo kan aan elke willekeurige waarde van de grondwaterstand een enkele waarde voor de berging worden toegevoegd.

Dikwijls wordt bij de berekeningen van niet-stationaire grondwaterstromingen verondersteld, dat μ een constante waarde heeft. Dit is in het bijzonder gebruikelijk bij toepassing van differentiaalvergelijkingen.

Het is bekend en dit blijkt ook uit de onderhavige beschouwingen, dat een constante waarde voor μ dikwijls geen goede benadering oplevert. De bergingscoëfficiënt hangt onder meer af van de grondwaterstandsdiepte. Hiernaast kan worden gewezen op de invloed van het neerslagtekort in droge zomerperiodes, waardoor een sterke uitdroging van de bovengrond optreedt en er een minder nauwe relatie tussen berging en grondwaterstand wordt gevonden.

Tenslotte is er nog een bijzonder lastige complicatie, veroorzaakt door het algemene verschijnsel, dat er variaties zijn in het verband tussen vochtgehalte en vochtspanning, al naar gelang er uitdroging of bevochtiging plaatsvindt (z.g. hysteresis; voor zandgrond zie ERNST, 1962 en 1969).

3. ZETTING VAN HET VEENPAKKET

Een verschijnsel algemeen voorkomend bij veengronden en zonder twijfel van belang bij de bestudering van de waterhuishouding wordt gevormd door de fluctuaties in hoogte van het grondoppervlak. Dit kan worden verklaard door het zwellen en krimpen van het veen al naar gelang er meer of minder water in de bodem aanwezig is.

Uit onderzoek van hoogveengebieden in Denemarken en West-Duitsland is bekend dat er duidelijke seizoensfluctuaties zijn (PRYTZ, 1932; BADEN u. EGGELSMANN, 1964; UHDEN, 1967). De fluctuaties liggen meestal tussen 2 en 6 cm gerekend van een gemiddelde zomertoestand naar een gemiddelde wintertoestand. Over de invloed van diverse omstandigheden, zoals dikte van het veenpakket, grondwaterstandsdiepte en duur van het bestaan van een bepaalde ontwateringstoestand is nog weinig bekend. Ook is het nog een open vraag of bij snelle grondwaterstandsfluctuaties de hoogte van het grondoppervlak in dezelfde mate verandert als bij langzame grondwaterstandsfluctuaties.

In Nederland is enig onderzoek verricht naar de zetting van laagveengrond, namelijk in de Alblasserwaard, de Lopikerwaard en ten noorden van Woerden (SCHOTHORST, 1974, 1978). Daaruit is gebleken, dat de seizoenfluctuaties van de maaiveldshoogte in grootte-orde overeenkomen met die van hoogveen. Bij een dunne afdekkende kleilaag aan het oppervlak werden wat kleinere fluctuaties gemeten. In al deze gevallen ging het weliswaar om een veel dikker veenpakket, dan waar het bij de onderzochte hoogveengebieden om ging. Er kon echter worden vastgesteld, dat de zetting van de 4 tot 8 m dikke laagveenpakketten zich grotendeels beperkt tot de bovenste meter.

In tabel 1 vindt men een samenvatting van de uitkomsten, die de bovengenoemde onderzoeken hebben opgeleverd.

Tabel 1. Samenvatting van resultaten van diverse onderzoeken van hoogveen en laagveen

	$h_w - h_s$ (cm)	$\mu = \frac{dS_w}{dh}$ -	δz_{gs1f} (cm)	δz_{gssf} (cm)
Prytz, 1932	60	0,25	6	1
Baden u. Eggelsmann, 1964	50	0,15	2	1
Uhden, 1967	-	-	5	0,5
Schothorst, 1978	45	-	4 tot 6	-

h_w = wintergrondwaterstand

h_s = zomergrondwaterstand

z_{gs} = hoogte grondoppervlak

δz_{gs1f} = seizoenfluctuatie van z_{gs} , langzame fluctuatie

δz_{gssf} = idem bij een regenperiode van korte duur (niet meer dan enkele dagen), snelle fluctuatie

4. AFLEIDING VAN DE BERGINGS-COËFFICIENT UIT DE WATERBALANS

De waterbalansformule ziet er als gewoonlijk vrij eenvoudig uit. Alle termen in deze formule hebben eenzelfde dimensie gelijk aan die van een lengte.

$$\delta S_w = aP - f^*E_o - F_{gw} - F_o \quad (2)$$

waarin:

δS_w = bergingsverandering

P = gemeten hoeveelheid neerslag

a = coëfficiënt voor het windeffect $\approx 1,02$ tot $1,08$

E_o = open waterverdamping berekend volgens Penman

f^* = reductie-coëfficiënt voor de verdamping

E_r = reële verdamping = f^*E_o

F_{gw} = grondwaterafvoer

F_o = oppervlakte-afvoer

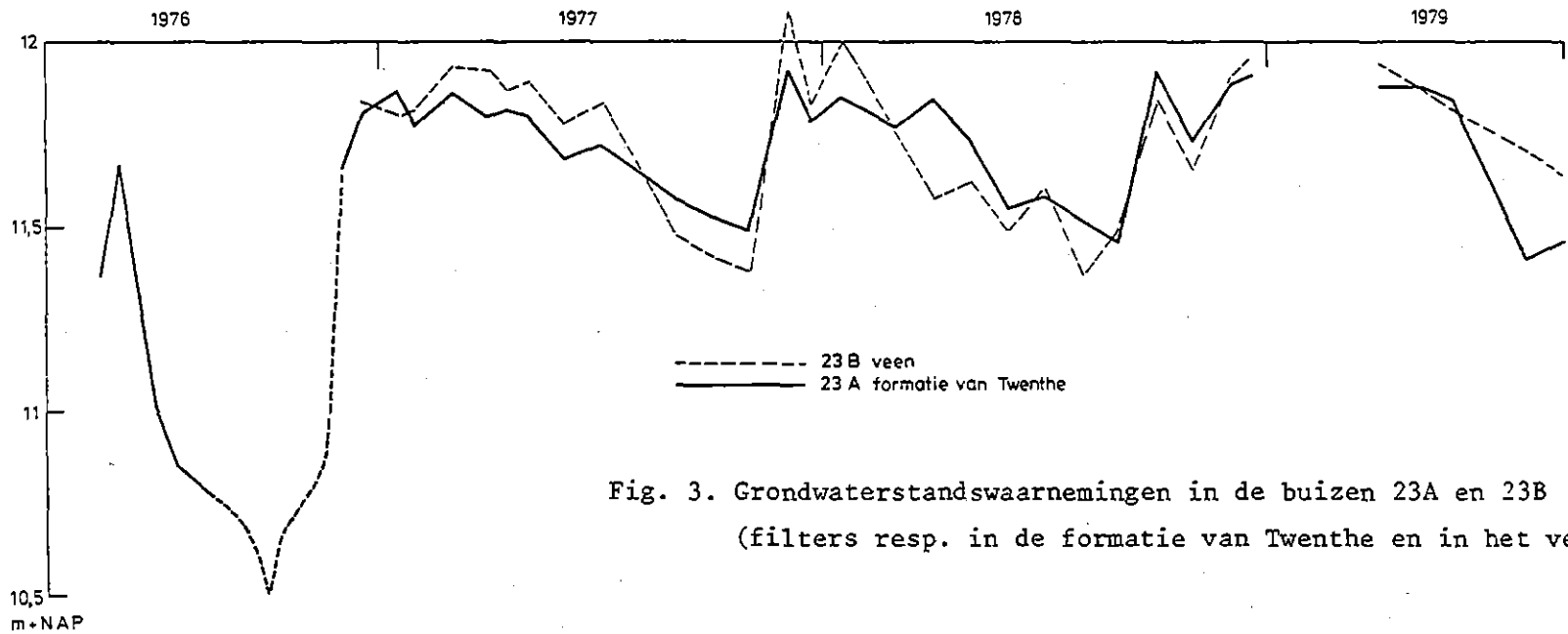
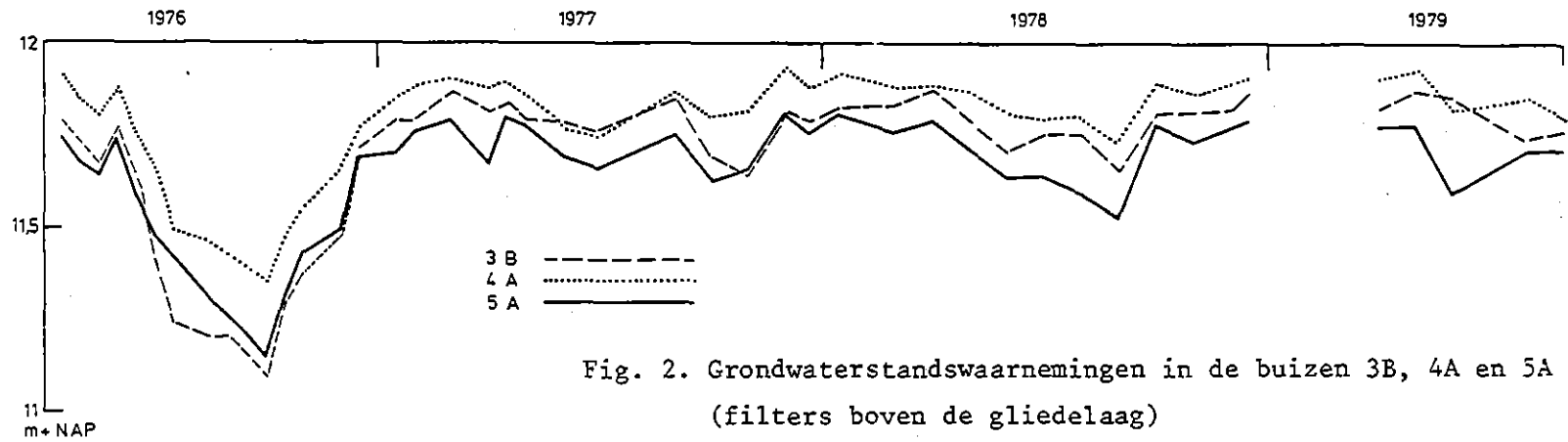
De formules (1) en (2) kunnen worden gebruikt voor een bepaling van de variaties in de bergingscoëfficiënt zowel naar de plaats als naar de tijd. De termen in het rechterlid van (2) kunnen echter enige moeilijkheden geven. Voor f^* moet een in het algemeen niet nauwkeurig bekende waarde worden ingevoerd, welke lager is naarmate het neerslagtekort groter is (gemiddelde waarde $\approx 0,75$). Verder kan worden gesteld, dat het niet altijd geoorloofd is de oppervlakte-afvoer als een onbelangrijke grootheid te beschouwen. Afhankelijk van de bodemgesteldheid en de voorgeschiedenis moet rekening worden gehouden met oppervlakte-afvoer bij sterke neerslag (om de gedachte te bepalen meer dan 20 mm in 1 dag, meer dan 30 mm in 3 dagen).

Bij niet te sterke regenbuien van korte duur is de neerslag-term van overwegend belang bij de bepaling van de bergingsverandering. Bij snelle veranderingen heeft het hysteresis-effect in het verband tussen vochtgehalte en vochtspanning echter weer veel invloed. Zo is het niet uit te sluiten, dat in deze hysteresis voor een belangrijk deel de verklaring moet worden gezocht voor de lage waarde van de bergingscoëfficiënt ($\mu = 0,1$), welke uit de grondwaterstandsfluctuaties in een buis in het midden van het reservaat en een zestal dagneerslagen kon worden afgeleid (NATUURMONUMENTEN, 1980).

Op korte afstand van de tevoren genoemde grondwaterstandsbuis ligt buis 23 behorende bij het hydrologisch onderzoek, dat in de jaren 1976-1979 werd uitgevoerd (ERNST, 1979). Iets verder naar het westen liggen de buizen 3, 4 en 5 in een deel van het reservaat met levend hoogveen.

De figuren 2 en 3 laten seizoensfluctuaties zien welke voor de buizen 3, 4 en 5 nauwelijks verschillend zijn, maar voor buis 23 ruim tweemaal zo groot. Hieruit valt reeds af te leiden, dat voor het vochtigste deel van het natuurreservaat met behulp van de formules (1) en (2) relatief hoge waarden voor de bergingscoëfficiënt zullen worden gevonden.

Tabel 2 geeft hiervan een voorbeeld. Herhaling van deze berekening voor buis 23 levert een lagere uitkomst, voor de jaren 1977 en 1978 nog altijd liggend ruimschoots boven 0,1. Wat de oorzaak is van de grote verschillen tussen fig. 2 en fig. 3 is voorlopig niet duidelijk. Het kan komen door verschillen in afgraving van het veen en in cultuur



brengen in vroeger tijden, het kan ook zijn oorzaak hebben in het ontbreken van ondergrondse, slecht doorlatende lagen bij buis 23.

Tenslotte moet nog worden gewezen op de veel lagere waarden van de bergingscoëfficiënt, welke voor 1976 langs deze weg werden gevonden. Een verklaring kan worden gezocht in een zeer laag vochttransport in de extreem droge zomer van 1976. Het zal nodig zijn voor de verschillende lagen van het veen de bodemfysische eigenschappen beter te leren kennen. Vervolgens zou dan een nauwkeurige rekenmethode toegepast kunnen worden zoals aan het begin van hoofdstuk 2 reeds werd genoemd.

5. AFLEIDING VAN DE BERGINGS-COËFFICIËNT UIT VOCHTBEMONSTERING EN ZETTING

Bij toepassing van vochtbemonsteringen is het strikt genomen mogelijk de zettingsverschijnselen buiten beschouwing te laten, namelijk door de bemonstering voort te zetten tot een zo diepe laag, dat de grondwaterstandsveranderingen op het niveau van deze laag geen invloed meer kunnen hebben.

Bij de meeste vochtbemonsteringen wordt echter gerekend vanaf de maaiveldshoogte, zoals die op dat ogenblik toevallig is en worden volume-hoeveelheden water bepaald per volume-eenheid grond. Dit geldt zowel bij herhalingen op dezelfde plaats of nagenoeg dezelfde plaats, met een zekere tussenruimte in de tijd, als bij metingen, die bijna gelijktijdig op verschillende plaatsen worden gedaan. Op deze manier wordt dus feitelijk een grootte S_a bepaald, dat is de hoeveelheid lucht in de grond per eenheid van horizontaal oppervlak.

Fig. 4 toont een schematisch beeld van de toestand, waarbij verondersteld wordt, dat de dichtheid van de organische stof niet verandert door de zetting. Per eenheid van horizontaal oppervlak is er dan steeds boven het referentieniveau eenzelfde hoeveelheid vaste stof S_s . Aan de hand van fig. 4 kan nu de volgende afleiding worden gegeven.

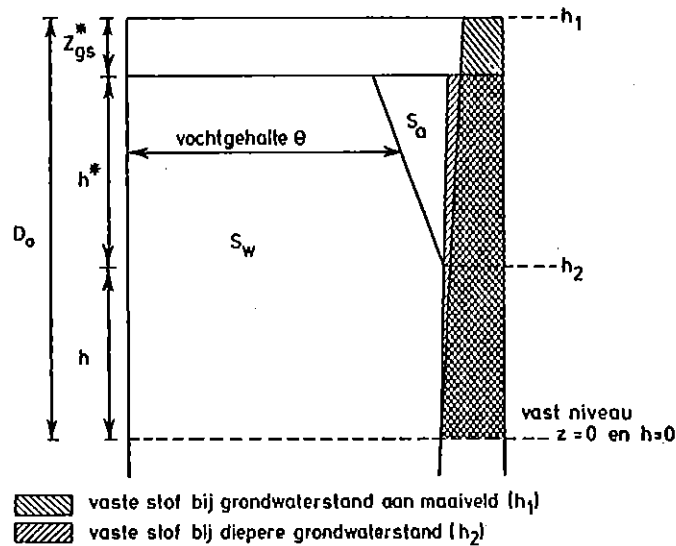


Fig. 4. Schematisch profiel van bodemwater, lucht en vaste stof voor twee toestanden, respectievelijk met grondwaterstand h_1 aan maaiveld en met grondwaterstand h_2 op willekeurige diepte, maar boven $z = 0$. Daling van grondoppervlak ten opzichte van verzadigde toestand = z_{gs}^* . De beide arceringen hebben een gelijk oppervlak S_s

Bij een grondwaterstand aan maaiveld ($h = D_o$) geldt:

$$S_w(D_o) + S_s = D_o \quad (3)$$

Bij een diepere grondwaterstand volgt:

$$S_w(h) + S_a(h) + S_s = D_o - z_{gs}^* \quad (4)$$

Aftrekken van (3) en (4) levert op:

$$S_w(D_o) - S_w(h) = S_a(h) + z_{gs}^* \quad (5)$$

Vergelijking (5) kan worden gedifferentieerd:

$$\frac{dS_w}{dh} = - \frac{dS_a}{dh} - \frac{dz_{gs}^*}{dh} \quad (6)$$

Het linkerlid van (6) is niets anders dan de bergingscoëfficiënt μ . Voor de twee termen in het rechterlid kunnen gelijksoortige symbolen worden gebruikt:

$$\mu = \mu_a + \mu_s \quad (7)$$

Hoewel er weinig concrete gegevens bekend zijn (zie tabel 1) kan met ruwe benadering voor μ_s de volgende constante waarde worden ingevoerd:

$$\mu_s = - \frac{dz^*}{dh} = \frac{1}{10} \quad (8a)$$

Dan geldt ook:
$$\frac{z^*}{h} = \frac{1}{9} \quad (8b)$$

en:
$$\frac{dh^*}{dh} = - \frac{9}{10} \quad (8c)$$

Bij recent onderzoek van het Fochteloërveen (NATUUR MONUMENTEN, 1980) zijn enkele metingen uitgevoerd, die voor het onderhavige doel bruikbaar zijn. In genoemde publicatie worden voor een aantal bemonsteringsplaatsen in het reservaat de zogenaamde structuurdiagrammen getoond. Voor 11 punten kan hieruit de inhoud van het profiel aan lucht en de grondwaterstand worden afgelezen. Voor het punt V, dat naar verwachting in het natste deel van het reservaat zou moeten liggen, wordt de diepste grondwaterstand opgegeven. Wordt dit punt buiten beschouwing gelaten, dan blijkt voor het verband tussen S_a en h^* de volgende exponentiële formule goed te voldoen (fig. 5):

$$S_a = h^* \sqrt{\frac{h^*}{b}} \quad \text{met } b \approx 10 \text{ m} \quad (9)$$

Gebruik makend van (6), (7), (8) en (9) wordt nu voor μ_a de volgende uitdrukking gevonden:

$$\mu_a = - \frac{dS_a}{dh} = - \frac{dS_a}{dh^*} \frac{dh^*}{dh} = (1-\mu_s) \frac{3}{2} \sqrt{\frac{h^*}{b}} \quad (10)$$

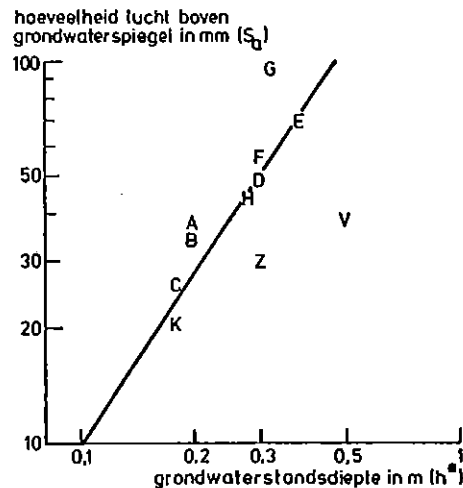


Fig. 5. Hoeveelheid lucht in de grond per eenheid van horizontaal oppervlak in afhankelijkheid van de grondwaterstandsdiepte (NATUÛRMONUMENTEN, 1980). De letters geven de bemonsteringsplaatsen in het Fochtelooërveen

Worden bovengenoemde waarden voor μ_s en b aangehouden, dan volgt voor de bergingscoëfficiënt:

$$\mu = 1,35 \sqrt{\frac{h^*}{10}} + 0,1 \quad (11)$$

De exponent $\frac{3}{2}$ voor h^* in formule (9) heeft geen bijzondere fysische betekenis, maar is slechts gebruikt om de formules (9), (10) en (11) wat eenvoudiger te houden. Bovendien is het duidelijk, dat formule (9) slechts gebruikt mag worden voor zover de waarnemingen aantonen, dat hiermee een goede benadering wordt bereikt, dus voor $h^* < 0,5$ m (zie fig. 5). Zo is ook onmiddellijk te zien, dat als er in formule (10) waarden voor h^* worden gesubstitueerd, die boven 5,5 meter liggen, er uitkomsten voor μ worden gevonden > 1 , wat als beslist onaanvaardbaar moet worden beschouwd. Door substitutie van lagere waarden voor h^* zijn de uitkomsten voor de bergingscoëfficiënt verkregen, welke in tabel 3 vermeld staan.

Gesteld nu, dat bovenstaande beschouwingen geldig zijn voor langzame fluctuaties, dan blijft de vraag, hoe dit bij de snelle fluctuaties

Tabel 3. De bergingscoëfficiënt μ in afhankelijkheid van de grondwaterstandsdiepte h^* berekend met behulp van formule (11) binnen het geldigheidsbereik van deze formule

$h =$	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5 m
$\mu =$	0,235	0,291	0,334	0,370	0,402

zal zijn. Voor de coëfficiënt μ_a kan een lagere waarde worden verwacht wegens de hysteresis in de vochtspanningskarakteristiek. Een uitspraak met betrekking tot μ_s kan nog niet worden gedaan gezien de weinige en onduidelijke waarnemingen, die op dit punt bekend zijn (zie laatste kolom van tabel 1).

6. AFLEIDING VAN DE BERGINGS COEFFICIENT UIT DE RELATIES VOOR VOCHTGEHALTE, VOCHTSPANNING EN DOORLAATFAKTOR

Gaat men bij de berekening van de bergingscoëfficiënt uit van de bekende fysische eigenschappen van de grond om daaruit langs theoretische weg de vochtverdeling af te leiden, dan zal het nodig zijn verschillende toestanden van hetzelfde bodemprofiel te beschouwen. Bij elk van deze toestanden moet niet alleen worden rekening gehouden met verschillen in grondwaterstandsdiepte, maar ook met de invloed van de voorgeschiedenis en in het bijzonder met de invloed van het verticale vochttransport.

In deze reeks van toestanden is natuurlijk het gemakkelijkste de vochtverdeling te behandelen bij afwezigheid van een vertikaal vochttransport ($v_z = 0$). Zou men vervolgens aannemen, dat bij wat hogere grondwaterstanden een zekere wegzijging behoort ($v_z < 0$), maar dat deze gemiddeld genomen over het winterhalfjaar bij slechts - 2 mm/dag ligt, dan is het duidelijk dat bij een gegeven grondwaterstand en een matige wegzijging de precieze grootte van de wegzijging weinig invloed op de vochtverdeling heeft. Het laatste is vooral geldig bij een goed doorlatende bovengrond.

Voorzover het verticale vochttransport te verwaarlozen klein is, kan de bergingscoëfficiënt uit de volgende formule worden afgeleid:

$$\mu(h^*) = \rho g \sum D_i \left(\frac{d\theta_i}{d\psi} \right) \psi_i \quad (12)$$

met: ρ = dichtheid van water

g = versnelling door de zwaartekracht bij een vrije val

D_i = dikte van laag i

θ_i = vochtgehalte in laag i

ψ = vochtspanning

ψ_i = vochtspanning in laag $i = \rho g(h^* - z_i^*)$

z_i^* = diepte onder maaiveld van laag i

Indien het profiel boven de grondwaterspiegel homogeen is, kan formule (12) aanzienlijk worden vereenvoudigd:

$$\mu(h^*) = \theta(0) - \theta(\psi_{gs}) = n - \theta(\rho gh^*) \quad (13)$$

met: n = poriëngehalte

ψ_{gs} = vochtspanning aan maaiveld (bij afwezigheid van vochttransport = ρgh^*)

Diverse publikaties bevatten gegevens over de vocht karakteristiek van veengrond. Bij een bekende dikte van de diverse lagen kunnen deze gegevens in formule (12) - eventueel (13) - worden gesubstitueerd. Tabel 4 geeft enkele uitkomsten voor bergingscoëfficiënten langs deze weg verkregen.

Voor een deel toont tabel 4 het verwachte verloop van de bergingscoëfficiënt. Bij een homogeen profiel neemt μ sterk toe bij dalende grondwaterstand. Voor het profiel van RIJTEMA (1965) is het effect minder sterk. Daarentegen wordt voor het sterk heterogene profiel van BOELTER (1964) een tegengesteld verloop gevonden. De verklaring moet worden gezocht in de zeer losse structuur van het veen tot 30 cm diepte. Het is opmerkelijk, dat de laatste uitkomsten een redelijke overeenkomst geven met wat in hoofdstuk 4 werd gevonden: een lage bergingscoëfficiënt bij diepe grondwaterstanden en een hoge bergingscoëfficiënt bij ondiepe grondwaterstanden (tabel 2).

Tabel 4. Uitkomsten voor de bergingscoëfficiënt voor verschillende grondwaterstandsdiepten bij afwezigheid van vertikaal vochttransport ($v_z = 0$)

		$\theta(0)$	$\theta(30)$	$\theta(60)$	$\mu(15)$	$\mu(30)$	$\mu(45)$	$\mu(60)$
BOLT c.s., 1965	bolsterveen	0,84	0,70	0,64	0,08	0,14	0,17	0,20
RIJTEMA, 1965	laagveen							
	0-30 cm	0,69	0,63	0,59	0,03	0,06	0,07	0,085
	30-60 cm	0,86	0,82	0,785				
NAT.MON., 1980	hoogveen	0,965	0,825	0,70	0,07	0,14	0,20	0,26
BOELTER, 1964	mosveen							
	0-15 cm	0,98	0,20	0,15	0,70	0,35	0,19	0,13
	15-30 cm	0,95	0,45	0,35				
	30-45 cm	0,86	0,76	0,70				
	45-60 cm	0,83	0,79	0,75				

Voor de diepe grondwaterstanden, die meestal in de zomer optreden is het echter veel minder toelaatbaar het vertikale vochttransport (capillaire opstijging) te verwaarlozen. Fig. 6 geeft hiervan een voorbeeld ontleend aan onderzoek van RIJTEMA (1969). Indien aangenomen was $v_z = 0$, dan zouden de uitkomsten voor μ beneden 0,1 zijn gebleven. Een matige capillaire opstijging van 0,6 mm/dag geeft bij een grondwaterstandsdaling van $h^* = 60$ cm naar $h^* = 80$ cm al een bergingscoëfficiënt $\mu = 0,25$.

Het lijkt niet onwaarschijnlijk, dat de fysische eigenschappen van de bovenlaag en de uitdroging van de bovenlaag (volgens een mondelinge mededeling van C.J. Schothorst in de praktijk tot niet verder dan 50%) hierbij een overheersende invloed hebben.

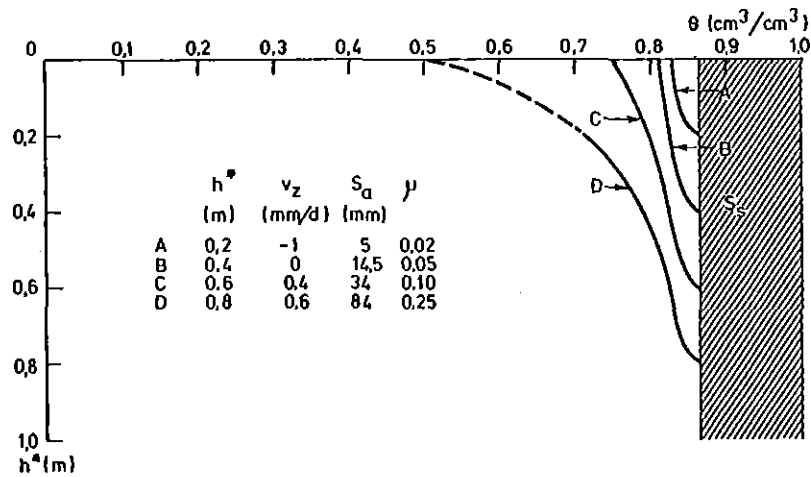


Fig. 6. Vochtverdelingen in een homogeen veenprofiel in afhankelijkheid van grondwaterstand en vertikaal vochttransport (RIJTEMA, 1969)

7. SAMENVATTING

Het onderzoek van het Fochteloërveen heeft nogal uiteenlopende resultaten voor de bergingscoëfficiënt opgeleverd. Zo werd aanvankelijk met behulp van methode 1 bij grondwaterstandsfluctuaties van lange duur zeer hoge waarden gevonden, namelijk $\mu = 0,28$ tot $0,65$ (ERNST, 1979). Deze uitkomsten werden verkregen met grondwaterstandsbuizen en stijghoogtebuizen, die niet zeer frequent werden waargenomen (1 maal per maand) en voor een groot deel te diep geplaatst (Formatie van Twenthe) om een zuiver beeld te krijgen van het verloop van de grondwaterstand.

Het aanvullende onderzoek van de Vereniging tot Behoud van Natuurmonumenten heeft met dezelfde methode een veel lagere uitkomst opgeleverd, te weten $\mu = 0,1$ (NATUURMONUMENTEN, 1980). Daarbij ging het echter om fluctuaties van korte duur door neerslaghoeveelheden van 10 tot 20 mm gevallen binnen 24 uur.

Bovengenoemde uitkomsten hebben dus betrekking op niet geheel gelijkwaardige toestanden. Verschillen in grootte tussen de vlugge en de langzame fluctuaties kunnen in ieder geval voor een deel worden verklaard uit verschillen in hysteresis van de vocht karakteristiek en

uit verschillen in zetting. Hiernaast moet men in gedachten houden, dat het gaat om een gebied dat in geologisch, hydrologisch en bodemfysisch opzicht zeer heterogeen is. Bij de huidige kennis kan daarom niet worden uitgesloten, dat ook bij een verdere studie er vrij belangrijke verschillen in bergingscoëfficiënt zullen worden gevonden.

De uitkomsten, die in deze nota, met behulp van de methodes 1 en 2 werden afgeleid, liggen grotendeels tussen 0,15 en 0,40. Grote zekerheid kon door deze beschouwingen nog niet worden verkregen. Het moet daarom sterk worden aanbevolen beide methodes en de gevonden uitkomsten in het bijzonder voor veengrond nader te onderzoeken op toepasbaarheid en betrouwbaarheid. Voorlopig lijkt het de voorzichtigste conclusie, dat voor de bergingscoëfficiënt van het hoogveen in het natuurreservaat Fochteloërveen-Kolonieveld bij langzame grondwaterstandsfluctuaties een waarde van 0,25 wordt aangenomen.

De uitkomsten gegeven in de ICW-nota 1164 zouden voor een deel dus hiermee moeten worden herzien, namelijk wat betreft de toeneming van de grondwaterstandsdalingen aan het einde van de zomer. Fig. 7 geeft een indruk van de verbeterde uitkomsten voor een raai dwars door de kern van het hoogveenreservaat.

De toeneming van de wegzijging uit het natuurreservaat hangt voornamelijk af van de groei van het grondwaterstandsverschil tussen reservaat en agrarisch gebied en van de grootte van de weerstand, die de grondwaterstroming in de slecht doorlatende lagen ondervindt. Een eerste benadering hiervan is te verkrijgen, onder meer door te veronderstellen dat in het reservaat de grondwaterstand niet verandert ten opzichte van de vroegere toestand (ERNST, 1979). Het behoeft geen nader betoog, dat op deze manier een iets te grote uitkomst wordt gevonden voor de toeneming van de ondergrondse afstroming.

Zou de juiste vorm van de grondwaterspiegel in rekening worden gebracht, dan zou voor de toeneming van de specifieke wegzijging in de randstrook een iets lagere waarde worden gevonden (bijv. van 20 mm naar 18 mm per zomerhalfjaar), maar in het centrum van het reservaat een wat grotere waarde, procentueel echter van nog minder belang (bijv. van 4 mm naar 4,2 mm per zomerhalfjaar).

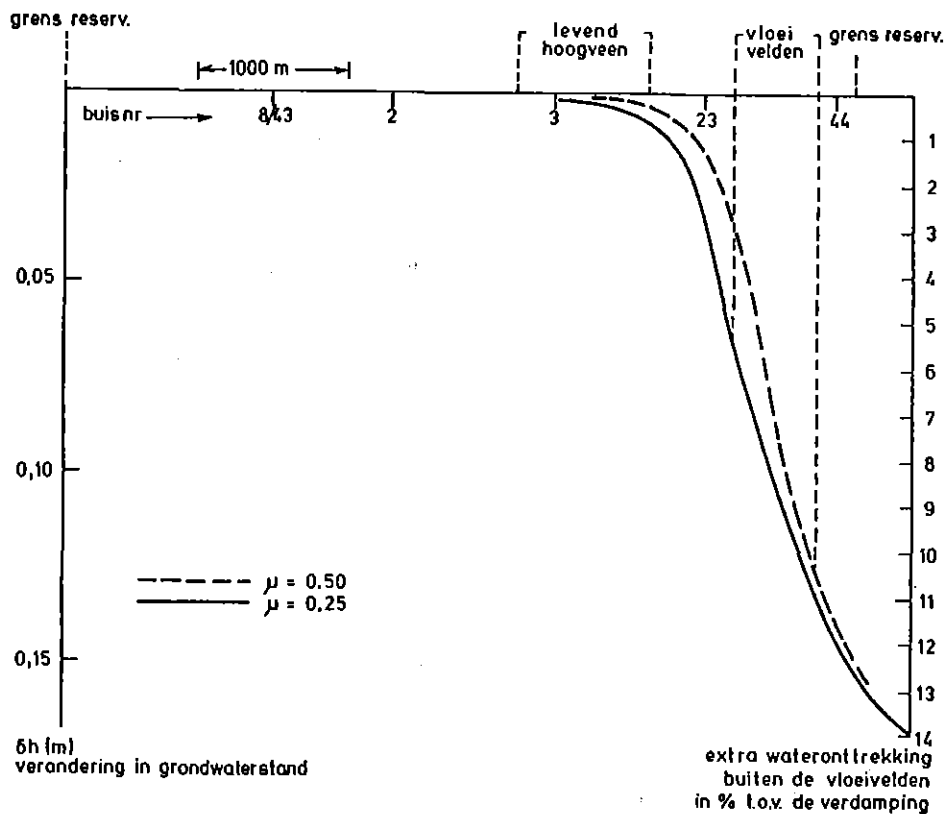


Fig. 7. Grondwaterstandsverandering δh aan het einde van de zomer in raai I van het Fochtelooërveen tengevolge van een slootpeilverlaging van 30 cm in het zuidelijke agrarische gebied. De aflezing van de procentuele wateronttrekking mag niet bij de vloeivelden worden gebruikt, omdat daar een veel grotere verticale weerstand van het veen is aangenomen

De uitvoering van nauwkeurigere berekeningen voor de daling van de grondwaterspiegel met daarbij inbegrepen het gebruik van betere waarden voor de bergingscoëfficiënt, heeft zo weinig invloed op de uitkomsten voor de wegzijging, dat gesteld kan worden, dat de eerder gegeven uitkomsten op dit punt in grootte-orde bruikbaar blijven.

LITERATUUR

- BADEN, W. u. R. EGGELSMANN, 1964. Der Wasserkreislauf eines Noordwest deutschen Hochmoores Verlag Wasser und Boden, Heft 12
- BOELTER, D.H. Water storage characteristics of several peats in situ. Proc. Am. Soc. Soil Sci., 28, 1964, 433-435
- BOLT, G.H., A.R.P. JANSE en F.F.R. KOENIGS, 1965. Algemene bodemkunde, deel 2: Bodemnatuurkunde. Syllabus L.H. Wageningen
- BOS, H., 1958, De landbouwwaterhuishouding in de provincie Drente, Commissie voor Onderzoek van de Landbouwwaterhuishouding in Nederland, TNO
- DIENST GRONDWATERVERKENNING TNO, 1980. Jaarverslag 1980, Delft
- ERNST, L.F., 1962. Grondwaterstromingen in de verzadigde zone en hun berekening bij aanwezigheid van horizontale evenwijdige open leidingen. Proefschrift Rijksuniversiteit Utrecht
- 1966. Determination of storage coefficients from observation of groundwater levels. Symposium Water in the Unsaturated Zone, Wageningen. Proc. UNESCO/IASH, 1969, p.966-989
- 1979. Hydrologisch onderzoek van het Fochteloërveen-Kolonieveld. ICW-nota 1164
- JANSEN, J.H.M., 1975. Het Fochteloërveen, een onderzoek naar de mogelijkheden tot herstel en behoud van de veengroei in het hoogveenreservaat. Rapport van de Vereniging tot Behoud van Natuurmonumenten in Nederland (scriptie L.H. Wageningen)
- KOOLHAAS, J.F. en B. VRIJHOF, 1958. De landbouwwaterhuishouding in de provincie Friesland. Commissie voor Onderzoek van de Landbouwwaterhuishouding in Nederland, TNO
- NATUURMONUMENTEN, 1980. De gevolgen van de peilverlagingen in de ruilverkaveling Smilde voor de waterhuishouding in het N.M. reservaat Het Fochteloërveen. Vereniging tot Behoud van Natuurmonumenten in Nederland. Inspectie Noord-Assen
- PRYTZ, K., 1932. Der Kreislauf des Wassers auf unberührtem Hochmoor. Ingeniørvidenskabelige Skrifter A 33, København.
- RIJTEMA, P.E., 1965. An analysis of actual evaporation. Thesis Agr. University, Wageningen
- 1969. Soil moisture forecasting. ICW-nota 513

- SCHOTHORST, C.J., 1974. Effecten van polderpeilverlaging voor veenweidegronden in de Alblasserwaard. Cultuurtechn. Tijdschr., 14, 48-61
- 1978. Het zakkingsproces bij de ontwatering van de westelijke veenweidegronden. Landbouwk. Tijdschr./pt 90,6,167-175
- UHDEN, O., 1967. Niederschlags- und Abflussbeobachtungen auf unberührten und kultivierten Teilen eines Nordwestdeutschen Hochmoores der Esterweger Dose am Küsten kanal bei Papenburg. Verlag Wasser und Boden, Heft 15 I